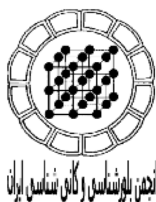
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و یکم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۲، از صفحهٔ ۳۱ تا ۴۴



ترکیب شیمیایی الیوین به عنوان معیاری برای خاستگاه و شرایط تشکیل توده فرامافیک- مافیک سرگز-آبشور، جنوب شرقی بافت، کرمان

سید علی اکبر اسدی*، حبیب ا... قاسمی، محسن مباشری

گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۳/۱۷ ، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۵/۱۵)

چکیده: مجموعه فرامافیک- مافیک آلپی سرگز-آبشور در جنوب شرقی بافت، به عنوان بخشی از توده‌های نفوذی فرامافیک- مافیک/افیولیتی منطقه حاجی‌آباد-اسفندقه، دربردارنده واحد تکتونیت گوشته (هارزبورژیت برگواره و دونیت پورفیروکلاستی)، سنگ‌های فرامافیک-مافیک انباشتی لایه‌ای، توده بزرگ گابروی ایزوتروپ (توده‌ای) و دایک‌های پراکنده گابرویی ریزدانه-دیابازی است. در این مجموعه، الیوین به عنوان فاز اصلی مافیک بازماندی در دونیت‌ها و هارزبورژیت پورفیروکلاستی و فاز ماگمایی انباشتی در کرومیتیت‌ها، فرامافیک‌ها و مافیک‌های لایه‌ای حضور دارد. ترکیب این کانی اغلب کریزولیت است و در کرومیتیت‌ها، با ترکیب فورستریت مشخص می‌شود و با ترکیب‌های گوشته‌ای، پریدوتیت‌های آبیسال، توده‌های آلپی و الیوین های ماگمایی سری‌های انباشتی همخوانی دارد. درصد فورستریت در دونیت‌های پورفیروکلاستی به دلیل ماهیت دیرگداز تفاله‌ای و در کرومیتیت‌ها و دونیت‌های انباشتی لایه‌ای به دلیل تبلور زودرس به عنوان اولین فاز بلوری، بالاست و با ادامه جریان جدایش به سمت مافیک‌های لایه‌ای کاهش می‌یابد. این تغییرات می‌تواند بیانگر طبیعت بازمانده الیوین، تغییرات ترکیب ماگمای سازنده برآمده از گوشته غنی از منیزیم و نیز فرایندهای حاکم بر محل منشأ و آشیانه ماگمایی باشد که در دیگر مجموعه‌های فرامافیک-مافیک منطقه اسفندقه نیز دیده شده و هماهنگی خوبی با توده‌های فرامافیک- مافیک نفوذی آلپی و متمایز از افیولیت‌ها نشان می‌دهند.

واژه‌های کلیدی: *شیمی الیوین؛ مجموعه فرامافیک-مافیک؛ سرگز-آبشور؛ بافت؛ کرمان.*

مقدمه

ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی توده‌های فرامافیک- مافیک می‌تواند بازتابی از ترکیب گوشته، چگونگی و درصد ذوب بخشی گوشته، ترکیب مذاب برآمده از ذوب گوشته، چگونگی برهم‌کنش ترکیب‌های پوسته و گوشته، تغییرات گوشته و ماگماهای برخاسته از آن (فرایندهای آشیانه ماگمایی از جمله جدایش و آلایش) باشد. الیوین از مهم‌ترین کانی‌های سازنده توده‌های فرامافیک- مافیک بوده و ترکیب آن اغلب از شاخص‌های زمین شیمیایی اصلی است [۱]. براساس تجزیه نقطه‌ای ترکیب این کانی (تجزیه با ریزپردازشگر الکترونی، EPMA) و تعیین مقدار سازنده فورستریت-فایالیت (Fo-Fa) و یا درصد اکسیدهای اصلی از جمله اکسید نیکل (NiO) در این کانی می‌توان برخی فرایندهای اساسی در محل تشکیل سنگ‌های فرامافیک- مافیک، یعنی گوشته و همچنین درجه ذوب بخشی، ماهیت و چگونگی تغییر ترکیب مذاب‌های برآمده از گوشته و تغییرات آنها طی انتقال به سطوح بالاتر گوشته و پوسته را بررسی کرد (جدول ۱) [۱، ۲].

مجموعه فرامافیک- مافیک سرگز-آبشور در جنوب شرقی بافت، بخشی از توده‌های نفوذی فرامافیک- مافیک/افیولیتی منطقه حاجی‌آباد-اسفندقه (از جمله سیخوران، صوغان-آبدشت، سرخبند، ده‌شیخ و آب‌بید) است. این مجموعه با وسعتی بیش از ۶۰۰ کیلومتر مربع در بین طول‌های جغرافیایی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۵۰۵۱۱۲۶، پست الکترونیکی: Ali134910@gmail.com

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]

۵۵´، ۵۶° تا ۵´، ۵۷° و عرض‌های جغرافیایی ۲۰´، ۲۸° تا ۳۰´، ۲۸° در برگه‌های زمین‌شناسی دولت‌آباد و پاگدار [۳، ۴] و از نظر موقعیت ساختاری ایران، در جنوب شرقی پهنه دگرگونی- ماگمایی سنندج- سیرجان و در کنار پهنه رورانده زاگرس [۵] قرار دارد (شکل ۱).

میزبان این مجموعه، سنگ‌های دگرگونی پالئوزوئیک هستند و به علت فعالیت معکوس گسل آشین، گلوکوفان شیست‌های کرتاسه پسین روی آن قرار گرفته‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی مجموعه فرامافیک- مافیک سرگز-آبشور مانند دیگر مجموعه‌های فرامافیک- مافیک جهان از جمله مجموعه‌های آلپی چون توده‌های لهرز، لیزارد، روندا، ترینیتی، ژوزفین و تیناکیلو تنوع بسیاری دارد [۶] و شامل واحد تکتونیت گوشته‌ای (هارزبورژیت برگواره و دونیت پورفیروکلاستی)، سنگ‌های فرامافیک- مافیک انباشتی لایه‌ای، توده بزرگ گابروی توده‌ای همگن و دایک‌های پراکنده گابرویی دانه‌ریز و دیابازی است (شکل ۲).

سنگ‌های فرامافیک- مافیک بیشتر ترکیب سنگ‌شناسی مجموعه سرگز-آبشور را تشکیل می‌دهند. الیوین و پیروکسن نیز عمده‌ترین کانی‌های سنگ‌ساز این سنگ‌ها هستند. بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، فراوانی الیوین در سری سنگ‌های مجموعه سرگز-آبشور از نخستین حضور به‌عنوان فاز پسماندی در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستی تا آخرین حضور ماگمایی آن در نمونه‌های مافیک گابرویی، به ترتیب از ۹۵ تا حدود ۲۰ درصد حجم سنگ تغییر می‌کند [۶]. در این پژوهش براساس نتایج سنگ‌نگاری و بر پایه شیمی کانی الیوین در واحدهای سنگی مختلف شامل دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستی، کرومیتیت‌ها، فرامافیک‌های لایه‌ای و مافیک‌های لایه‌ای، تغییرات ترکیب این کانی و کاربرد آن در تعیین فرایندهای سنگ‌زادی این توده بررسی شده است.

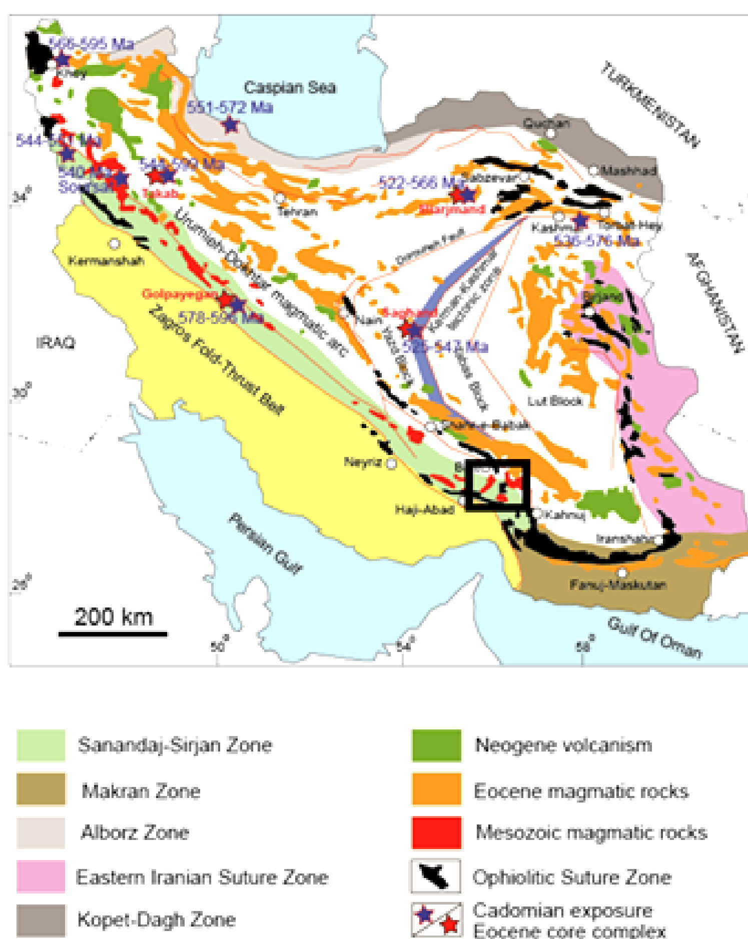
جدول ۱ میانگین نتایج حاصل از تجزیه شیمی کانی الیوین (EPMA) سنگ‌های فرامافیک-مافیک مجموعه آذرین سرگز-آبشور.

Mean	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Cr_2O_3	Total
11-Layered Gabbro	۳۸٫۸۷۵۸	۰٫۰۲۳۲	۰٫۰۰۵۲	۱۹٫۹۳۸۸	۰٫۳۰۳۲	۴۱٫۰۹۰۴	۰٫۰۴۹۷	۰٫۰۱۷۲	۰٫۰۰۴	۰٫۱۱۱۹	۰٫۰۱۳۷	۱۰۰٫۴۳۲۹
10-Troctolite	۳۸٫۶۳۱۴	۰٫۰۰۲۴	۰٫۰۱۶۶	۲۱٫۰۴۹۱	۰٫۲۹۱۸	۴۰٫۸۹۹۴	۰٫۰۱۲۵	۰٫۰۱۲۲	۰٫۰۰۴۱	۰٫۰۶۶۸	۰٫۰۳۳۵	۱۰۱٫۰۱۹۷
9-Mela-gabbro	۳۹٫۲۰۵۵	۰٫۰۱۰۴	۰٫۰۰۵۸	۱۷٫۵۳۷۹	۰٫۲۶۸۸	۴۳٫۹۸۵۸	۰٫۰۱۹۸	۰٫۰۰۹۵	۰٫۰۰۰۴	۰٫۱۹۶۹	۰٫۰۲۳۹	۱۰۱٫۲۶۶۴
8-Harzburgite	۴۱٫۲۴۷۳	۰٫۰۱۶	۰٫۰۱۰۵	۹٫۲۵۱۷	۰٫۱۳۵۸	۴۹٫۵۵۶۴	۰٫۰۱۹۹	۰٫۰۱۰۶	۰٫۰۰۴۵	۰٫۳۷۷۱	۰٫۰۲۲۸	۱۰۰٫۶۵۲۶
7-Lherzolite	۳۹٫۹۸۲۳	۰٫۰۰۸۳	۰٫۰۱۱۳	۱۴٫۳۳۷۱	۰٫۲۰۵۹	۴۶٫۰۶۶۳	۰٫۰۲۲۴	۰٫۰۰۹۱	۰٫۰۰۴۲	۰٫۲۱۰۶	۰٫۰۲۸۵	۱۰۰٫۸۸۶۱
6-Wehrlite	۴۰٫۳۲۶۰	۰٫۰۰۳۱	۰٫۰۱۳۳	۱۳٫۷۱۳۱	۰٫۱۲۶	۴۶٫۸۷۴۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۸۹	۰٫۰۰۰۵	۰٫۱۶۸۵	۰٫۰۳۴	۱۰۱٫۲۸۲۸
5-Ol-Clinopyroxenite	۳۹٫۹۷۵۰	۰٫۰۰۵۸	۰٫۰۰۹۴	۱۰٫۹۴۳۱	۰٫۱۸۷۴	۴۷٫۲۷۵۸	۰٫۰۱۲۸	۰٫۰۰۸۳	۰٫۰۰۲۱	۰٫۱۷۶۹	۰٫۰۰۶۱	۹۸٫۶۰۲۵
4-Wehrlite	۴۰٫۲۷۵۵	۰٫۰۱۳۳	۰٫۰۲۲	۱۴٫۱۲۲۳	۰٫۱۸۹۵	۴۶٫۱۸۰۸	۰٫۰۲۱۹	۰٫۰۱۰۶	۰٫۰۰۵۹	۰٫۱۵۸۶	۰٫۰۳۲۷	۱۰۱٫۰۳۳۲
3-Dunite	۴۰٫۹۰۱۶	۰٫۰۰۷۴	۰٫۰۱۰۸	۱۱٫۵۳۶۴	۰٫۱۸۵۷	۴۸٫۴۵۶۴	۰٫۰۱۲۲	۰٫۰۱۰۱	۰٫۰۰۱۱	۰٫۱۹۰۲	۰٫۰۳۱۷	۱۰۱٫۳۴۳۵
2-Chromitite	۴۲٫۱۰۶۹	۰٫۰۱۱۴	۰٫۰۱۵۷	۴٫۵۴۰۲	۰٫۰۸۸۹	۵۳٫۹۰۳۶	۰٫۰۱۰۵	۰٫۰۱۱	۰٫۰۰۵۶	۰٫۳۹۶۲	۰٫۰۴۱۳	۱۰۱٫۱۳۱۳
1-Por-Dunite	۴۱٫۴۹۵۰	۰٫۰۰۳۵	۰٫۰۱۱۸	۸٫۰۶۸	۰٫۱۳۵۱	۵۰٫۵۲۰۷	۰٫۰۰۹۲	۰٫۰۰۹۳	۰٫۰۰۷۴	۰٫۳۱۰۳	۰٫۰۳۱۶	۱۰۰٫۶۰۱۹

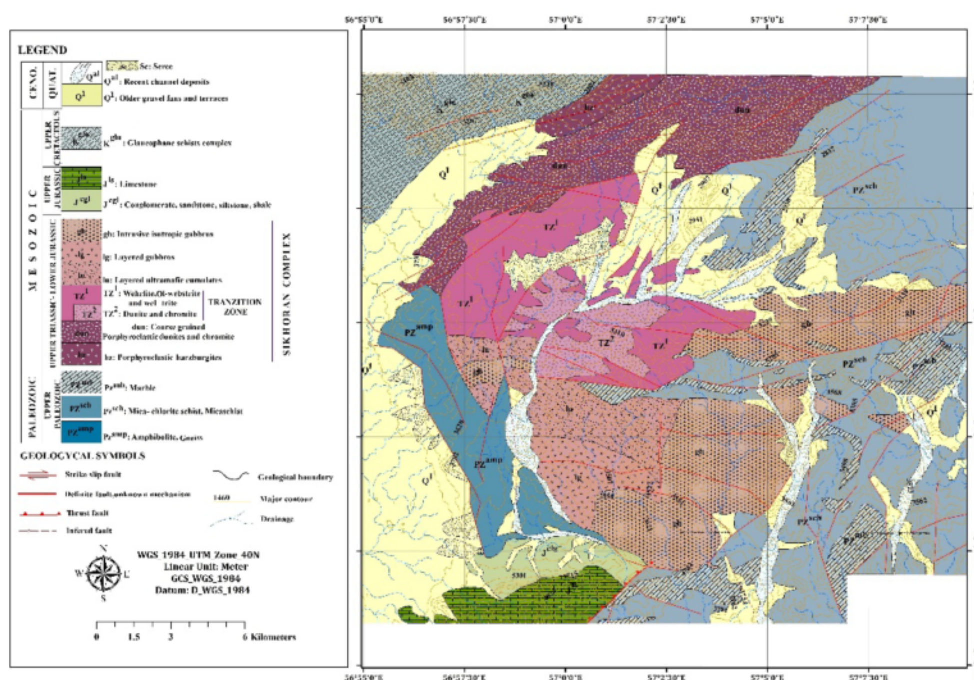
ادامه جدول ۱

Mean	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	Ni	Cr	Fa	Fo
11	۰٫۶۴۷	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۱	۰٫۲۷۷۵	۰٫۰۰۴۳	۱٫۰۱۹۳	۰٫۰۰۰۹	۰٫۰۰۰۶	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۱۵	۰٫۰۰۰۲	۲۱٫۴۴۶۸	۷۸٫۵۵۳۲
10	۰٫۶۴۲۹	۰	۰٫۰۰۰۳	۰٫۲۹۳	۰٫۰۰۴۱	۱٫۰۱۴۶	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۹	۰٫۰۰۰۴	۲۲٫۴۰۹	۷۷٫۵۹۱
9	۰٫۶۵۲۵	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۱	۰٫۲۴۴۱	۰٫۰۰۳۸	۱٫۰۹۱۱	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۳	۰	۰٫۰۰۲۶	۰٫۰۰۰۳	۱۸٫۲۹۱	۸۱٫۷۰۹
8	۰٫۶۸۶۸	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۲	۰٫۱۲۸۸	۰٫۰۰۱۹	۱٫۲۲۹۳	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۰۳	۹٫۴۸۳۹	۹۰٫۵۱۶۱
7	۰٫۶۶۵۴	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۲	۰٫۱۹۹۶	۰٫۰۰۲۹	۱٫۱۴۲۸	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۲۸	۰٫۰۰۰۴	۱۴٫۸۹۹۶	۸۵٫۱۰۰۴
6	۰٫۶۷۱۲	۰	۰٫۰۰۰۳	۰٫۱۹۰۹	۰٫۰۰۱۸	۱٫۱۶۲۸	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۳	۰	۰٫۰۰۲۳	۰٫۰۰۰۴	۱۴٫۱۱۵۴	۸۵٫۸۸۴۶
5	۰٫۶۶۵۳	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۲	۰٫۱۵۲۳	۰٫۰۰۲۶	۱٫۱۷۲۸	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۳	۰	۰٫۰۰۲۴	۰٫۰۰۰۱	۱۱٫۵۰۳۷	۸۸٫۴۹۶۳
4	۰٫۶۷۰۳	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۴	۰٫۱۹۶۶	۰٫۰۰۲۷	۱٫۱۴۵۶	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۲۱	۰٫۰۰۰۴	۱۴٫۶۳۸۳	۸۵٫۳۶۱۷
3	۰٫۶۸۰۷	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۲	۰٫۱۶۰۶	۰٫۰۰۲۶	۱٫۲۰۲۱	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۳	۰	۰٫۰۰۲۵	۰٫۰۰۰۴	۱۱٫۷۷۹۲	۸۸٫۲۲۰۸
2	۰٫۷۰۰۸	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۶۳۲	۰٫۰۰۱۳	۱٫۳۳۷۲	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۴	۰٫۰۰۰۱	۰٫۰۰۵۳	۰٫۰۰۰۵	۴٫۵۱۴۲	۹۵٫۴۸۵۸
1	۰٫۶۹۰۶	۰	۰٫۰۰۰۲	۰٫۱۱۲۳	۰٫۰۰۱۹	۱٫۲۵۳۳	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۰۳	۰٫۰۰۰۲	۰٫۰۰۴۲	۰٫۰۰۰۴	۸٫۲۳۱۶	۹۱٫۷۶۸۴

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]



شکل ۱ نقشه زمین‌ساختاری ایران که پهنه‌ها و قطعه‌های اصلی و همسایه ایران را نشان می‌دهد. مستطیل مشکی منطقه سرگز-آبشور است [۵].



شکل ۲ نقشه زمین شناسی منطقه سرگز-آبشور (سیخوران).

روش بررسی

ترکیب شیمیایی کانی‌های مختلف توده نفوذی سرگز-آبشور از جمله الیوین پس از مطالعه مقاطع نازک صیقلی با ریزکاونده الکترونی CAMECA مدل CAMEBAX SX50 در شرایط 15 kV، 15-30 nA و گستره‌های زمانی 10-20s، در آزمایشگاه مرکز تحقیقات دریایی اروپا (IFREMER) در شهر برست (Brest) فرانسه تجزیه شده است. سیلیکات‌های استاندارد برای دستگاه شامل آلبیت، ولاستونیت و اورتوکلاز بودند. اکسید عناصر حاصل از تجزیه شیمیایی کانی الیوین با برنامه نویسی فرمول الیوین در محیط اکسل، به کاتیون‌های مورد نیار برای محاسبه ترکیب این کانی تبدیل شدند.

زمین شناسی

سنگ‌های آذرین مجموعه فرامافیک-مافیک منطقه سرگز-آبشور بسیار متنوع بوده و به‌طورکلی شامل دونیت، هارزبورژیت، کرومیتیت، سرپانتینیت، ورلیت، لرزولیت، وبستریت، الیوین وبستریت، کلینوپیروکسنیت و الیوین کلینوپیروکسنیت و سنگ‌های گابرویی شامل تروکتولیت، الیوین گابرو، گابرونوریت و آنورتوزیت، فروگابروها و پلاژیوگرانیت هستند. این مجموعه مانند دیگر مجموعه‌های فرامافیک-مافیک و افیولیتی دنیا به‌صورت یک توالی بانظم ویژه‌ای از بخش‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای تشکیل‌شده است. این بخش‌ها به‌اختصار و از پایین به بالا شامل واحدهای هارزبورژیتی پورفیروکلاستی، دونیتی پورفیروکلاستی، واحد عبوری (دونیت‌های انباشتی، کرومیتیت‌ها، ورلیت‌ها و پیروکسنیت‌ها)، انباشتی‌های فرامافیک لایه‌ای (ورلیت‌ها، لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها) انباشتی‌های مافیک لایه‌ای (گابروهای لایه‌ای، ملاگابروها، تروکتولیت‌ها، الیوین گابروها، آلیوالیت‌ها، گابرونوریت‌ها و فروگابروها) و واحد گابروهای توده‌ای همگن و پلاژیوگرانیت‌ها هستند (شکل ۲).

الیوین، فاز اصلی مافیک در سنگ‌های فرامافیک- مافیک مجموعه سرگز- آب‌شور است. این کانی به‌عنوان فاز تفاله بازماندی در دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستی و فاز ماگمایی انباشتی در کرومیتیت‌ها، فرامافیک‌ها و مافیک‌های لایه‌ای حضور دارد. سنگ‌های الیوین‌دار این مجموعه شامل دونیت‌ها و هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستی، دونیت، ورلیت، لرزولیت، هارزبورژیت، پریدوتیت فلدسپاتی و انواع پیروکسنیت ماگمایی انباشتی لایه‌ای، الیوین گابرو، تروکتولیت و گابرونوریت لایه‌ای هستند. بافت‌های این سنگ‌ها نیز از انواع پورفیروکلاستی با شواهد دگرگونی و دگرریختی گوشته‌ای شامل نوارشکنجی، ماکل دگرریختی، سایه فشاری، خاموشی موجی، دانه‌دانه شدن، و بافت‌های ماگمایی انباشتی (ادکومولا، مزوکومولا، ارتوکومولا، هترادکومولا)، پوئی کیلیتیک و دانه‌ای متغیر هستند.

مجموعه سرگز- آب‌شور از پایین به بالا شامل واحدهای هارزبورژیتی- دونیتی پورفیروکلاستی (یا تکتونیت)، واحد پهنه عبوری و واحد انباشتی های فرامافیک-مافیک لایه‌ای است و با دایک‌های گابرو-پگماتوئیدی با سن‌های پرمین تا تریاس میانی-پسین، گابروهای توده‌ای همگن به سن تریاس میانی-پسین و دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی-پسین قطع می‌شود [۶]. روابط صحرایی واحدهای مختلف این مجموعه فرامافیک-مافیک از پایین ستون به سمت بالا به طور خلاصه در ادامه بیان می‌شود.

واحد هارزبورژیت پورفیروکلاستی (بخش گوشته‌ای):

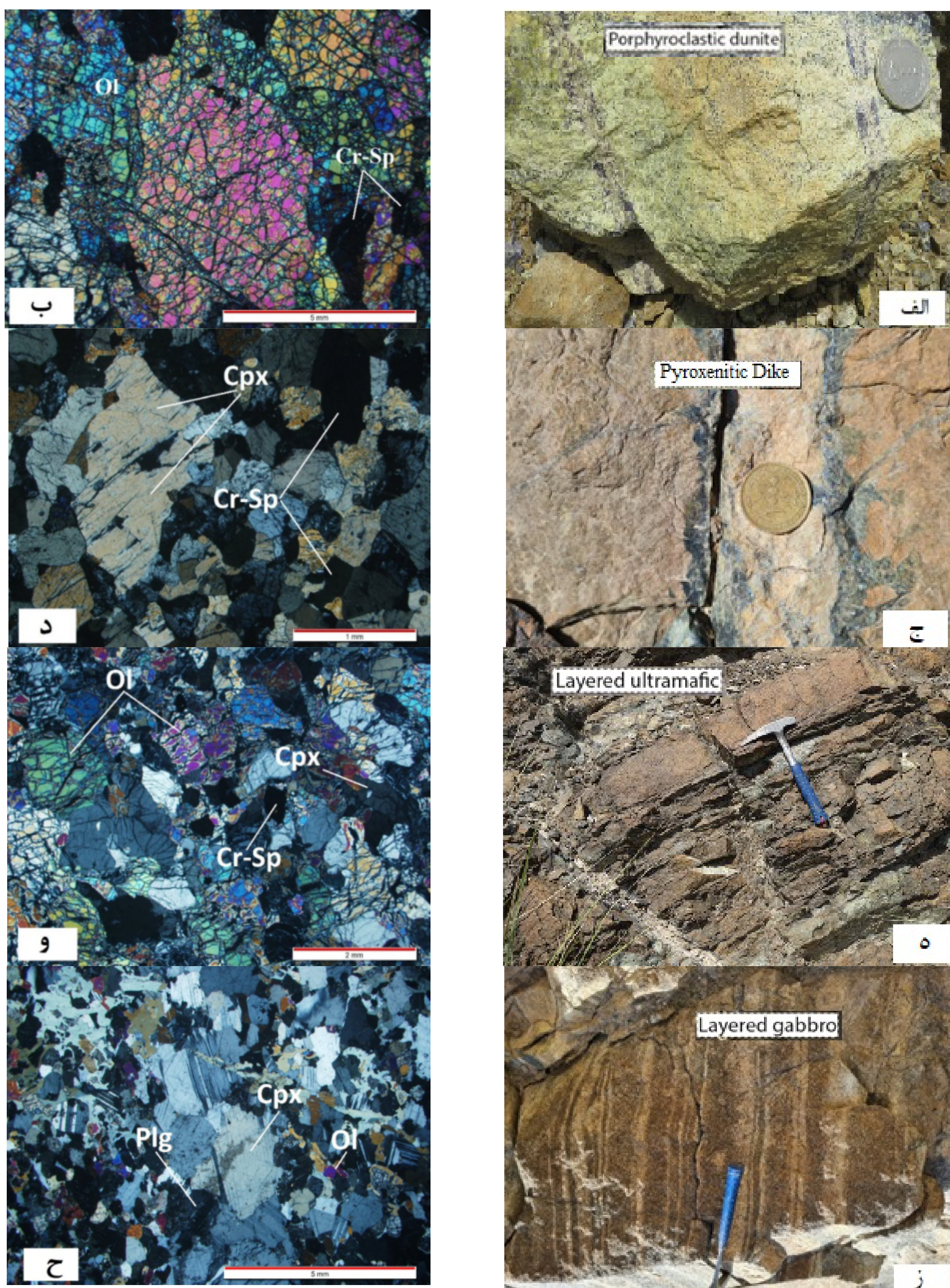
این واحد پایین‌ترین بخش توالی مجموعه سرگز-آبشور بوده و دارای برگوارگی شدید ناشی از جریان‌های سست کره‌ای و دگرشکلی‌های گوشته‌ای (دگرگونی فراگیر) است [۶-۸]. بخش عمده این واحد در راستای گسل بزرگ آشین در مجموعه‌های صوغان و آبدشت قرار دارد. در واقع، می‌توان گفت که مجموعه-های در اصل لرزولیتی- هارزبورژیتی صوغان و آبدشت بخش گوشته‌ای این مجموعه فرامافیک- مافیک هستند. این واحد در معرض فعالیت معکوس گسل آشین بوده و زیر گلوکوفان شیست‌های مزوزوئیک قرار دارد و در بالا به تدریج به دونیت‌های پورفیروکلاستی تبدیل می‌شود. شواهد دگرگونی و دگرشکلی گوشته‌ای آن به صورت نوار شکنجی، ماکل مکانیک، خاموشی موجی و تشکیل ریزدانه در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود. این واحد بسته به فاصله از گسل‌ها از جمله گسل آشین در نواحی مختلف به صورت توده‌ای به سرپانتین تبدیل شده است. همچنین در مناطقی از واحد هارزبورژیت پورفیروکلاستی، کانی زایی‌های مختلف غیر اقتصادی آزبست و یا اقتصادی ورمیکولیت، کرومیت و منیزیت دیده می‌شود.

واحد دونیت پورفیروکلاستی (بخش گوشته‌ای): این دونیت‌ها دانه درشت بوده و دارای پورفیروکلاست‌های چند سانتیمتری الیوین با نوارهای شکنج هستند. آنها در سطوح هوازده به رنگ قرمز آجری تا صورتی (علت نامگذاری کوه سرخ آشین) و در

سطوح تازه به رنگ سبز زیتونی دیده می‌شوند (شکل ۳ الف). کرومیتیت‌های موجود در این دونیت‌ها به شکل لایه‌هایی غنی از کرومیت با ضخامت کمتر از چند سانتیمتر تا بیش از ۱ متر، افق‌های اقتصادی خوبی با بافت‌های نواری، توده‌ای، افشان، گرهکی، پوست پلنگی، واکنشی و برشی تشکیل می‌دهند. در لایه‌های سرشار از کرومیت، مقدار مودال این کانی از پایین به بالا کاهش و برعکس مقدار مودال الیوین افزایش یافته و لایه-بندی مودال ایجاد نموده‌است. در بعضی از این لایه‌ها، آثار دگرشکلی‌های شکل‌پذیر و ماگمایی شامل لخشیدگی (لیزخوردگی چرخشی) لایه‌های نازک کرومیت و پهن‌شدگی گرهک‌های اولیه به خوبی نمایان است. این شواهد بیانگر خاستگاه ماگمایی کرومیتیت‌ها و پاکت‌های دونیتی میزبان و خاستگاه تفاله پسماندی دونیت پورفیروکلاستی، دگرشکلی شکل‌پذیر آن طی حرکت‌های جانبی، صعود و گسترش ستون گوشته‌ای است. بخشی از دگرشکلی کرومیتیت‌ها نیز به دگرشکلی در شرایط گوشته‌ای مربوط است. گسل‌های بزرگ و شبکه‌های شکستگی‌ها محل‌های مناسبی برای تشکیل سرپانتینیت‌ها هستند. آن‌ها اغلب رشته‌ای بوده و دارای رگه‌های منیزیت و عدسی‌های کرومیتیت هستند. درجه سرپانتینی شدن اغلب در پهنه های گسلی بیشینه است. آثار حرکت‌های برشی گسل‌ها به خوبی در جابجایی‌های چپ‌بر رشته‌های سرپانتین ثبت شده‌اند. سرپانتینیت‌ها (مانند نمک‌ها) به علت رفتار شکل‌پذیر به صورت ستونی صعود نموده، در حالی‌که کرومیتیت‌های درون آن‌ها به سبب وزن بالا در اعماق باقی می‌مانند. در نتیجه، سرپانتینیت‌ها و رگه‌های منیزیت ردیاب‌های خوبی برای پی‌جویی کرومیتیت‌ها در اعماق هستند [۹]. دونیت‌های پورفیروکلاستی اغلب دارای بافت ادکومولای پورفیروکلاستی با پورفیروکلاست‌های الیوین و گاهی کروم اسپینل (کرومیت) در زمینه الیوین‌های ریزدانه بوده و بدون پیروکسن و پلاژیوکلاز هستند (شکل‌های ۳ الف و ب). اندازه دانه‌های الیوین از ۰/۵میلیمتر تا چند سانتیمتر و کروم‌اسپینل از ۰/۱ تا ۲ میلیمتر در تغییر است. فراوانی مودال الیوین‌ها، کروم‌اسپینل‌ها و سرپانتین، به ترتیب به بیش از ۹۰، کمتر از ۲ و حدود ۷ درصد می‌رسد.

واحد عبوری و انباشتی‌های فرامافیک لایه‌ای: واحد عبوری در واقع بخش زیرین واحد انباشتی‌های فرامافیک لایه‌ای است که به صورت بین انگشتی و با حالت گذار از بخش دونیت‌های پورفیروکلاستی گوشته‌ای به انباشتی‌های دونیتی ماگمایی و میان لایه‌های کرومیتیت سولفیددار و در بخش بالایی به فرامافیک‌های لایه‌ای شامل میان لایه‌های دونیت، هارزبورژیت، لرزولیت، ورلیت، وبستریت و انواع پیروکسنیت می‌رسد و دایک‌های پیروکسنیتی، گابرویی و دیابازی بسیاری در آن دیده می‌شوند (شکل ۴).

دونیت‌های بخش زیرین واحد عبوری شامل مخلوطی از دونیت‌های تفاله پورفیروکلاستی دانه درشت در حال گذار به دونیت‌های ماگمایی انباشتی دانه‌ریزتر هستند و اغلب به صورت لایه بندی تناوبی دونیت-کرومیتیت رخنمون دارند. این دونیت‌ها در مجموع دانه ریزتر هستند و بافت ادکومولای ماگمایی به همراه فازهای سولفیدی پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت و پنتلاندیت دارند. ظهور کلینوپیروکسن ماگمایی در آنها سبب ایجاد بافت پوئی کیلیتیک شامل دانه‌های الیوین در برگرفته شده با بلورهای درشت بین روزنه‌ای کلینوپیروکسن شده است. با افزایش مودال کلینوپیروکسن، این دونیت‌ها به ورلیت تبدیل شده و با ظهور ارتوپیروکسن، انواع دیگر سنگ-های فرامافیک انباشتی شامل هارزبورژیت، لرزولیت، وبستریت و انواع پیروکسنیت‌ها در توالی لایه‌ای دیده می‌شوند. این بخش اگرچه با واحدهای سنگی بخش بالایی واحد عبوری در مجموعه‌های افیولیتی قابل مقایسه بوده ولی از واحدهای معمول موجود در توده‌های آلپی نیز هست [۱۰-۱۳]. این بخش بالایی درست دارای ویژگی‌های ساختی و بافتی شاخص سنگ‌های ماگمایی انباشتی است و هیچ نوع ویژگی ساختی و بافتی بخش تفاله گوشته‌ای را ندارد. از جمله این ویژگی‌ها می‌توان به لایه‌بندی تناوبی دونیت-کرومیتیت، ورلیت و پیروکسنیت، نبود بافت دگرشکلی شکل‌پذیر، اندازه کوچکتر دانه‌ها، ظهور کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، پلاژیوکلاز و فازهای سولفیدی چون پیروتیت، پنتلاندیت، پیریت و کالکوپیریت به صورت بین روزنه‌ای، وجود بافت‌های پوئی کیلیتیک، ادکومولا و هترادکومولا و حضور دایک‌های دیابازی و پیروکسنیتی با لبه‌های غنی از اسپینل [۱۴] و توده‌های کوچک گابرویی اشاره کرد. این واحد تا جنوب روستای سیخوران گسترش دارد و شامل چند افق کرومیتی از جمله معدن کرومیت سیخوران است. در این واحد، توده‌ها و دایک‌های کوچک گابرویی و گابروپگماتوئیدی، دیابازی و پیروکسنیتی بسیاری دیده می‌شوند. دایک‌های پیروکسنیتی ناشی از واکنش مذاب بازالتی با دونیت‌ها و انجام واکنش (مذاب-سنگ) هستند. بررسی‌های دقیق صحرایی نشانگر وجود لبه‌های پیروکسنیتی در دو طرف دایک‌ها و مرکز گابرویی در آن‌هاست (شکل ۳ پ).



شکل ۳ الف- نمای نزدیک از سطح تازه شکسته سبز زیتونی از واحد دونیت پورفیروکلاستی دانه درشت کوه‌سرخ، همراه با لایه‌های متناوب و نازک کرومیت. ب- تصویر میکروسکوپی واحد دونیت پورفیروکلاستی. پ- دایک پیروکسنیتی برآمده از واکنش مذاب بازالتی دایک گابرویی با دونیت میزبان و تشکیل لبه پیروکسنیتی و مرکز گابرویی. ت- تصویر میکروسکوپی نمونه پیروکسنیت. ث- نمای نزدیک از سنگ‌های فرامافیک لایه‌ای. ج- تصویر میکروسکوپی نمونه فرامافیک لایه‌ای. چ- تصویر صحرایی گابروهای لایه‌ای (الیوین گابروها). ح- تصویر میکروسکوپی نمونه الیوین گابرو.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]



شکل ۴ لایه بندی ماگمایی در دونیت‌های واحد عبوری و فرامافیک‌های لایه‌ای.

ورلیت‌ها در بخش بالایی واحد عبوری به تدریج با افزایش مقدار کلینوپیروکسن در دونیت‌ها ظاهر شده و در ادامه توالی، تناوبی از لایه‌های ورلیتی، دونیتی، هارزبورژیتی، لرزولیتی، وبستریتی و پیروکسنیتی دیده می‌شوند (شکل ۳ ث). در نمونه‌های صحرایی، ورلیت‌ها نسبت به دونیت‌ها کمی تیره‌تر و سخت‌تر بوده و دارای بلورهای مشخص کلینوپیروکسن و لایه بندی‌های ظریف شامل لایه‌های غنی و فقیر از کلینوپیروکسن و الیوین هستند. گاهی، بلورهای درشت کلینوپیروکسن بلورهای گرد شده الیوین را در بر گرفته و منجر به شکل گیری بافت پوئی کیلیتیک شده‌اند. با افزایش مودال پیروکسن‌ها، لایه‌های پیروکسنیتی ظاهر می‌شوند. پیروکسنیت‌ها، در نمونه‌های صحرایی با رنگ سبز تیره و سختی زیاد مشخص می‌شوند. دانه‌ها دارای اندازه میلیمتری تا سانتیمتری و گاهی دارای لایه بندی مودال لایه‌های غنی و فقیر از الیوین هستند [۱۵]. این لایه‌ها اغلب به شکل عدسی‌های ناپیوسته (لایه‌های بودینه شده) در میان دونیت‌ها رخنمون یافته‌اند. این امر می‌تواند ناشی از سختی و شکنندگی بیشتر پیروکسن‌ها نسبت به الیوین‌ها باشد که گاهی مناظری شبیه با نفوذی‌ها ایجاد می‌کنند. در محل‌های تماس پیروکسنیت‌ها با گابروهای نفوذی، بلورهای کلینوپیروکسن بازتبلور و رشد دگرنهادی داشته‌اند و طول آنها گاهی به بیش از ۴۰ سانتیمتر می‌رسد.

واحد انباشتی‌های مافیک لایه‌ای: این واحد به طور پیوسته در ادامه واحد انباشتی‌های فرامافیک لایه‌ای قرار دارد و با ظهور پلاژیوکلاز در توالی ماگمایی ایجاد می‌شود. با ظهور و افزایش مودال پلاژیوکلاز، پریدوتیت‌های فلدسپاتی به تدریج به مافیک-های لایه‌ای شامل ملاگابرو، الیوین گابرو، تروکتولیت، گابرونوریت، آنورتوزیت، فروگابرو، دیوریت، کوارتزدیوریت و پلاژیوگرانیت با لایه‌بندی تناوبی، فازی و مودال تبدیل می‌شوند (شکل ۳ چ). دایک‌های دیابازی، گابرویی، گابرو-پگماتوئیدی (به سن‌های پرمین، تریاس، ژوراسیک میانی-پسین و کرتاسه پسین) بسیاری در این واحد دیده می‌شوند و نشانگر تشکیل توالی فرامافیک پیش از پرمین هستند [۶]. گابرونوریت‌ها حجم اصلی این توالی را شامل شده و به تدریج با افزایش اکسیدهای آهن و تیتانیوم، به فروگابروها تبدیل می‌شوند. واحدهای پلاژیوگرانیتی نیز به طور متناوب در میان این فروگابروها حضور دارند. خطوارگی ماگمایی تقریباً مشخصی در سطح برگوارگی (لایه بندی) این سنگ‌ها دیده می‌شود که می‌تواند ناشی از قرارگیری بلورهای تخته‌ای پلاژیوکلاز در راستای جریان ماگمایی ویسکوز باشد. افزون بر این، آشفتگی‌های موجود در آشیانه ماگمایی گاهی سبب ایجاد ناهمسازی در لایه‌بندی آنها شده‌است. در گابروهای لایه‌ای، چین‌های ماگمایی درون لایه‌ای ناشی از جریان ویسکوز و پهنه‌های برشی داغ به همراه تزریق‌های گابروپگماتوئیدی بسیاری دیده می‌شوند [۸]. سرانجام گابروهای توده‌ای (گابروی آب‌شور) و دایک‌های دیابازی و گابرو-پگماتوئیدی با سن‌های مختلف پرمین تا کرتاسه داخل مجموعه نفوذ کرده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]

سنگ‌نگاری

واحد هارزبورژیت پورفیروکلاستی

هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستی دانه درشت هستند و کمی سرپانتینی شده‌اند. آنها دارای حدود ۷۰ درصد حجمی الیوین، کمتر از ۲۰ درصد حجمی ارتوپیروکسن، کمتر از ۱ درصد حجمی کروم اسپینل و حدود ۴ درصد حجمی کلینوپیروکسن هستند. بلورهای الیوین هم به صورت پورفیروکلاستی و هم در زمینه دانه‌ریز وجود دارند. پورفیروکلاست‌های الیوین اغلب دارای نوارشکنجی، ماکل مکانیک، خاموشی موجی و لبه‌های نامنظم و درهم فرورفته هستند. ارتوپیروکسن‌ها نیز همراه با ماکل مکانیکی، تیغه‌های ناآمیختگی کلینوپیروکسن و دانه‌های ریز اسپینل در راستای رخ‌ها یا سطوح شکنجی، نوارشکنجی و خمیدگی و هم به صورت سالم و بدون دگرشکلی دیده می‌شوند. بلورهای کروم اسپینل با لبه واکنشی نامنظم و حالت اسکلتی مشخص می‌شوند. ترکیب الیوین‌ها از $Fo89_{.59}\ Fa_{10.41}$ تا $Fo_{90.28}\ Fa_{9.72}$ منطبق بر ترکیب الیوین‌های پریدوتیت‌های آلپی [۶]، انستاتیت ارتوپیروکسن‌ها از ۹۰/۹۳ تا ۹۱/۲۶ و عدد کروم (Cr# = 100Cr/Cr+Al) کرومیت‌ها از ۸۲/۳۴ تا ۸۲/۹۱ تغییر می‌کند. وجود کانی‌های دگرگونی درجه پایین در این سنگ‌ها از جمله سرپانتین‌های رشته‌ای و ورقه‌ای به همراه ترمولیت، اکتینولیت، منیتیت، منیزیت و بروسیت می‌تواند از شواهد فرایندهای پیچیده و گسترده آبدار شدگی آنها در دمای کمتر از ^{o}C ۵۲۵ باشد [۶، ۱۲ و ۱۶].

واحد دونیت پورفیروکلاستی

دونیت‌های پورفیروکلاستی با بافت پورفیروکلاستی شامل پورفیروکلاست‌های درشت الیوین و گاهی کرومیت در زمینه‌ای دانه‌ریزتر از همین کانی‌ها و بدون پیروکسن، پلاژیوکلاز و فازهای سولفیدی هستند (شکل ۳ ب). اندازه بلورهای الیوین از ۰/۵ میلیمتر در زمینه تا چند سانتیمتر در پورفیروکلاست‌ها و در کرومیت‌ها از ۰/۱ تا ۲ میلیمتر متغیر است. دونیت‌های پورفیروکلاستی دربردارنده بیش از ۹۰ درصد حجمی الیوین، کمتر از ۲ درصد حجمی کروم اسپینل و حدود ۷ درصد حجمی سرپانتین هستند. پورفیروکلاست‌های الیوین با لبه درهم فرورفته، نوارشکنجی، ماکل مکانیک، خاموشی موجی و دانه‌ای شدن پیامدهای دگرشکلی‌های دما بالا و شکل‌پذیر گوشته‌ای، بازتبلور شدید و بازپخت و همچنین دگرشکلی‌های شکننده (میلونیتی شدن) و دگرگونی دمای پایین پوسته‌ای هستند [۱۷، ۱۸]. بلورهای الیوین اغلب خودشکل و با بافت دانه‌ای هستند و کرومیت‌های خودشکل نیز با شکستگی‌های منظم و لبه‌های غنی از آهن همراه با میانبارهای ریز الیوین، درون و بین بلورهای درشت الیوین تبلور یافته‌اند. ترکیب الیوین‌ها از $F0_{90.33}\ Fa_{9.67}$ تا $Fo_{92.46}Fa_{7.54}$ تغییر می‌کند و منطبق بر ترکیب پریدوتیت‌های آلپی است [۶].

کرومیتیت‌ها به صورت لایه‌هایی غنی از کرومیت با ضخامت کمتر از چند سانتیمتر تا یک متر و با بافت لایه‌ای، توده‌ای و افشان و گاهی گرهکی، پوست پلنگی، برشی و واکنشی بطور متناوب با دونیت‌های پورفیروکلاستی شکل گرفته‌اند. بلورهای کرومیت اغلب خودشکل تا نیمه خودشکل و دربردارنده میانبارهایی از الیوین هستند و اندازه آنها از ۰/۱ میلیمتر تا ۲ میلیمتر تغییر می‌کند. پیروکسن، پلاژیوکلاز و فازهای سولفیدی در کرومیتیت‌ها دیده نمی‌شود. ترکیب الیوین‌ها در کرومیتیت‌ها از $Fo_{95.52}\ Fa_{4.48}$ تا $Fo_{95.72}\ Fa_{4.28}$ و عدد کروم کرومیت‌ها از ۷۸/۲۲ تا ۸۳/۷۵ است که با ترکیب کرومیت‌های ماگمایی همخوانی دارد. ترکیب الیوین‌ها در کنار دانه‌های کروم اسپینل‌ها و به ویژه در لایه‌های کرومیتیتی از منیزیم (مولکول فورستریت) غنی‌تر است.

واحد عبوری و انباشتی‌های فرامافیک لایه‌ای

دونیت‌های انباشتی برخلاف دونیت‌های پورفیروکلاستی زیرین، دارای لایه‌بندی آشکار بوده و تنها در نزدیکی پهنه‌های گسلی دارای بافت پورفیروکلاستی هستند. این سنگ‌ها دانه‌ریزتر و دارای سرپانتین نوع لیزاردیت و کریزوتیل هستند و با بافت ادکومولای معمولی شامل از ۹۵ درصد حجمی الیوین و ۲ درصد حجمی کرومیت انباشتی و به ندرت کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و فازهای سولفیدی (پیروتیت، پنتلاندیت، کالکوپیریت و پیریت) میان انباشتی یا بین‌روزنه‌ای مشخص می‌شوند. کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز برای نخستین بار به صورت میان انباشتی در این سنگ‌ها ظاهر می‌شوند. بلورهای خودشکل کرومیت به قطر ۰/۱ تا ۱ میلیمتر درون و بین الیوین‌ها، گاهی به صورت زنجیر مانند و گاهی جزیره‌ای دیده می‌شوند. الیوین، کرومیت و کلینوپیروکسن به عنوان کانی‌های اولیه و سرپانتین، منیزیت و اکسیدهای آهن به صورت ثانویه شکل گرفته‌اند. ترکیب الیوین‌ها از $Fo_{85.87}Fa_{14.13}$ تا $Fo_{90.47}Fa_{9.53}$، عدد کروم کرومیت‌ها از ۴۰/۵ تا ۵۶/۴۹ و ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از $Wo_{47.18}En_{48.65}Fs_{4.17}$ تا

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]

$Wo_{49.34}En_{49.56}Fs_{1.10}$ متغیر است. به سمت بالای توالی و با افزایش مقدار کلینوپیروکسن، دونیت‌های خالص نخست به دونیت‌های کلینوپیروکسن دار (ورلیتی) و سپس به ورلیت تبدیل می‌شوند. در واقع، پیدایش و سپس افزایش مقدار کلینوپیروکسن در بخش بالایی واحد عبوری را می‌توان به دگرگونی ترکیب ماگما، تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی آشیانه و فراهم شدن شرایط ترمودینامیکی هسته بندی و رشد این کانی نسبت داد. البته باید گفت که بخشی از کلینوپیروکسن‌ها و سولفیدهای بخش بالایی واحد عبوری به تراوش مذاب بازالتی در میان این سنگ‌ها ارتباط دارد [۶].

ورلیت‌ها به تدریج بر دونیت‌های انباشتی زیرین قرار گرفته‌اند و دارای لایه‌بندی ناشی از تناوب لایه‌های غنی و فقیر از الیوین و کلینوپیروکسن هستند. آنها دارای بافت‌های ادکومولا، هترادکومولا (ادکومولای پوئی کیلیتیک) و به ندرت مزوکومولا شامل کلینوپیروکسن (حدود ۷۰ درصد)، الیوین (کمتر از ۲۰ درصد) و کروم اسپینل انباشتی و الیوین، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، فازهای سولفیدی و به ندرت پلاژیوکلاز میان انباشتی هستند. ترکیب الیوین‌ها در ورلیت‌ها از $Fo_{83.37}Fa_{16.63}$ تا $Fo_{89.19}Fa_{10.81}$، عدد کروم کرومیت‌ها حدود ۵۸٫۹۰، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از $Wo_{46.35}En_{49.73}Fs_{3.92}$ تا $Wo_{49.53}En_{50.12}Fs_{.35}$ و ترکیب ارتوپیروکسن‌ها از $Wo_{3.10}En_{83.98}Fs_{12.92}$ تا $Wo_{.91}En_{91.77}Fs_{7.32}$ است. سطح تماس بلورها اغلب نامنظم و گاهی به صورت دانه‌ای و بدون جهت‌گیری هستند. آثار دگرسانی‌های سرپانتینی شدن و سوسوریتی شدن به ترتیب در الیوین‌ها و پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. برخی از کلینوپیروکسن‌ها نیز به آمفیبول و کلریت تبدیل شده‌اند.

پیروکسنیت‌ها که اغلب توده‌ای هستند، به تدریج در ادامه توالی ورلیت‌ها ظاهر شده و گاهی نیز با ورلیت‌ها و دونیت‌ها، لایه بندی تناوبی مشخص تشکیل می‌دهند (شکل ۳ ت). این سنگ‌ها دارای بافت ادکومولا بوده و بر اساس نسبت مودال کانی‌ها، شامل کلینوپیروکسنیت، الیوین کلینوپیروکسنیت، وبستریت و الیوین وبستریت هستند. ترکیب الیوین در پیروکسنیت‌ها از $Fo_{87.65}Fa_{12.35}$ تا $Fo_{89.34}Fa_{10.66}$، عدد کروم کرومیت‌ها از ۳۵٫۸ تا ۷۲٫۸۳، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از $Wo_{46.65}En_{48.68}Fs_{4.67}$ تا $Wo_{49.60}En_{49.72}Fs_{.68}$ و ترکیب ارتوپیروکسن‌ها $Wo_{1.52}En_{86.73}Fs_{11.75}$ است.

فرامافیک‌های لایه‌ای بالایی در مقایسه با انباشتی‌های فرامافیک زیرین، پلاژیوکلاز و ارتوپیروکسن بیشتر و کروم اسپینل کمتر دارند. در این انباشتی ها، کرومیتیت وجود ندارد و کروم اسپینل‌ها بسیار غنی از آلومینیم و آهن هستند. بعضی از آنها دارای دو نوع اسپینل قهوه‌ای تیره (غنی از کروم) و سبز (غنی از آلومینیم) هستند. این سنگ‌ها بر اساس مقدار مودال کانی‌ها شامل ورلیت، لرزولیت و هارزبورژیت اغلب دارای کمتر از ۱۰ درصد پلاژیوکلاز (پریدوتیت فلدسپاتی) هستند.

ورلیت‌ها دارای بافت‌های ادکومولا، هترادکومولا و مزوکومولا شامل کلینوپیروکسن، الیوین و کروم اسپینل انباشتی و الیوین، کلینوپیروکسن، آمفیبول پارگازیتی، فازهای سولفیدی و پلاژیوکلاز میان انباشتی هستند (شکل ۳ ج). سرپانتینی‌شدن الیوین‌ها، سوسوریتی‌شدن پلاژیوکلازها و اورالیتی‌شدن کلینوپیروکسن‌ها گاهی دیده می‌شوند. ترکیب الیوین‌ها از $Fo_{83.93}Fa_{16.07}$ تا $Fo87_{.65}Fa_{12.35}$، عدد کروم اسپینل‌ها حدود ۴۷٫۹، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از $Wo_{47.76}En_{46.71}Fs_{5.53}$ تا $Wo_{49.35}En_{50.14}Fs_{.51}$ و ترکیب ارتوپیروکسن‌ها از $Wo_{1.10}En_{84.49}Fs_{14.41}$ تا $Wo_{1.07}En_{89.63}Fs_{9.29}$ است.

لرزولیت‌ها دارای بافت‌های ماگمایی ادکومولا، هترادکومولا و مزوکومولا و دو نوع اسپینل سبز و قهوه‌ای هستند. تفاوت لرزولیت‌ها در مقایسه با ورلیت‌ها، داشتن ارتوپیروکسن و اسپینل سبز رنگ است. الیوین و کلینوپیروکسن به عنوان فازهای اصلی انباشتی و ارتوپیروکسن، پلاژیوکلاز، اسپینل و فازهای سولفیدی به عنوان فازهای اصلی میان انباشتی تبلور یافته‌اند. پیروکسن‌ها اغلب سالم هستند، در حالی که پلاژیوکلازها تا حدی سوسوریتی و الیوین‌ها نیز سرپانتینی شده‌اند. ترکیب الیوین‌ها از $Fo_{81.54}Fa_{18.46}$ تا $Fo_{90.39}Fa_{9.61}$، عدد کروم در اسپینل‌ها از ۱۲٫۷ تا ۵۰٫۶۲، ترکیب کلینوپیروکسن از $Wo_{46.05}En_{50.46}Fs_{3.49}$ تا $Wo_{49.79}En_{48.01}Fs_{2.20}$، ترکیب ارتوپیروکسن از $Wo_{.82}En_{75.83}Fs_{23.35}$ تا $Wo_{.88}En_{92.90}Fs_{6.22}$ و ترکیب پلاژیوکلاز از $An_{95.28}$ تا $An_{99.81}$ در تغییر بوده‌اند.

هارزبورژیت‌ها اغلب دارای بافت ماگمایی مزوکومولا با بیش از ۷۵ درصد الیوین انباشتی و کمتر از ۲۰ درصد ارتوپیروکسن، کمی کلینوپیروکسن، کمتر از ۲ درصد اسپینل، کمتر از ۵ درصد پلاژیوکلاز سوسوریتی شده و مقادیر کمی فازهای سولفیدی میان انباشتی هستنند. ترکیب الیوین‌ها از

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]

$Fo_{88.66}Fa_{11.34}$ تا $Fo_{91.97}Fa_{8.03}$، عدد کروم از ۲۵٫۱۹ تا ۴۹٫۲۵، ترکیب ارتوپیروکسن‌ها از $Wo_{1.08}En_{89.44}Fs_{9.48}$ تا $Wo_{.86}En_{90.90}Fs_{8.24}$ و ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از $Wo_{47.44}En_{52.56}Fs_{0.0}$ تا $Wo_{50.28}En_{48.49}Fs_{1.23}$ متغیر است. آمفیبول پارگازیتی نیز به ندرت دیده می‌شود.

واحد انباشتی‌های مافیک لایه‌ای

به طور کلی، گابروهای لایه‌ای دارای لایه‌بندی بسیار مشخص از لایه‌های فقیر و غنی از کانی‌های مافیک به ضخامت چند سانتیمتر تا حدود یک متر هستند. این بخش به دلیل تغییر فاز و نسبت مودال کانی‌ها، دارای تنوع سنگ‌شناسی گسترده‌ای بوده که از پایین به بالا شامل ملاگابرو، تروکتولیت، الیوین گابرو، آلیوالیت، گابرونوریت و فروگابرو است. روند کلی این تغییرات شامل ناپدید شدن تدریجی الیوین، افزایش مقدار پلاژیوکلاز و ظهور تدریجی اکسیدهای آهن و تیتانیم است.

ملاگابروها در نمونه‌های صحرایی کاملاً تیره رنگ هستند و بطور متناوب با تروکتولیت‌های پیکریتی قرار دارند. این سنگ‌ها پایین‌ترین بخش گابروهای لایه‌ای را تشکیل داده‌اند و دارای بافت مزوکومولا شامل کلینوپیروکسن انباشتی و الیوین، ارتوپیروکسن، پلاژیوکلاز، آمفیبول پارگازیتی و فازهای سولفیدی میان انباشتی هستند. آمفیبولی شدن پیروکسن‌ها و سوسوریتی شدن پلاژیوکلازها نیز دیده می‌شود. ترکیب الیوین‌ها از $Fo_{79.85}Fa_{20.15}$ تا $Fo_{82.21}Fa_{17.79}$ متغیر است. عدد کروم در کروم اسپینل‌ها برابر با ۲۵٫۵۵، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از $Wo_{48.24}En_{47.82}Fs_{3.95}$ تا $Wo_{49.09}En_{47.86}Fs_{3.05}$، ارتوپیروکسن‌ها از $Wo_{1.17}En_{82.63}Fs_{16.21}$ تا $Wo_{.98}En_{86.13}Fs_{12.89}$ و ترکیب پلاژیوکلازها از $An_{88.47}$ تا $An_{99.85}$ متغیر است.

تروکتولیت‌های پیکریتی به همراه ملاگابروها بخش زیرین گابروهای لایه‌ای را تشکیل داده‌اند و دارای بیش از ۷۵ درصد الیوین با ترکیب $Fo_{77.87}\ Fa_{22.13}$ تا $Fo_{78.76}Fa_{21.24}$، کمتر از ۲۰ درصد پلاژیوکلاز با ترکیب $An_{94.23}$ تا $An_{96.07}$، حدود ۳ درصد کلینوپیروکسن با ترکیب $Wo_{49.07}En_{46.69}Fs_{4.24}$ و حدود ۲ درصد ارتوپیروکسن با ترکیب $Wo_{.92}En_{79.24}Fs_{19.85}$ تا $Wo_{1.00}En_{82.24}Fs_{16.77}$ هستند. تروکتولیت‌های پیکریتی دارای بافت ادکومولا شامل الیوین و پلاژیوکلاز انباشتی و کمی کلینوپیروکسن میان انباشتی هستند. لبه درهم رشد یافته سیمپلکتیک شامل ارتوپیروکسن، آمفیبول و اسپینل سبز در اثر واکنش بین الیوین و پلاژیوکلاز در حضور آب، ایجاد شده‌است [۶].

الیوین گابروها دارای بافت‌های مزوکومولا شامل پلاژیوکلاز انباشتی و الیوین، کلینو و ارتوپیروکسن میان انباشتی و ادکومولا شامل پلاژیوکلاز انباشتی و الیوین اینترکومولوس هستند (شکل ۳ ح). تقریباً همه کانی‌ها غیرخودشکل بوده و اغلب دارای سطوح تماس خمیده (به علت تبلور همزمان) هستند. لایه‌بندی مودال در الیوین گابروها، هم در نمونه دستی و هم در مقیاس مقطع نازک، نیز به صورت تناوب لایه‌های سرشار و فقیر از پلاژیوکلاز و الیوین دیده می‌شود. ترکیب الیوین‌ها از $Fo_{69.34}Fa_{30.66}$ تا $Fo_{81.22}Fa_{18.78}$، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از $Wo_{47.15}En_{45.32}Fs_{7.54}$ تا $Wo_{49.21}En_{48.65}Fs_{2.13}$، ترکیب ارتوپیروکسن‌ها از $Wo_{1.01}En_{72.51}Fs_{26.48}$ تا $Wo_{.83}En_{82.90}Fs_{16.27}$ و ترکیب پلاژیوکلازها از $An_{94.72}$ تا $An_{96.96}$ متغیر است.

آلیوالیت‌ها به صورت پاکت‌های کوچک در الیوین گابروها رخنمون یافته‌اند و در مقاطع میکروسکوپی با بافت ارتوکومولا مشخص می‌شوند. پلاژیوکلازها به صورت انباشتی و الیوین‌ها میان انباشتی هستند. در نتیجه واکنش بین الیوین و پلاژیوکلاز، لبه درهم رشد یافته سیمپلکتیک شامل ارتوپیروکسن، آمفیبول و اسپینل سبز نیز پیرامون پلاژیوکلاز ایجاد شده است. ترکیب الیوین‌ها به $Fo_{75.46}Fa_{24.54}$، کلینوپیروکسن‌ها به $Wo_{42.68}En_{48.35}Fs_{8.97}$، ارتوپیروکسن‌ها به $Wo_{1.11}En_{80.02}Fs_{18.87}$ و پلاژیوکلازها به $An_{95.59}$ می‌رسد.

بخش عمده ی توالی گابرویی را گابرونوریت‌های نیمه روشن تا روشن تشکیل داده‌اند و اغلب دارای بافت مزوکومولا و شامل پلاژیوکلاز انباشتی و کلینو و ارتوپیروکسن میان انباشتی هستند. آمفیبول پارگازیتی، فازهای سولفیدی (پیریت و کالکوپیریت) و اکسیدهای آهن و تیتانیم نیز به صورت بین روزنه‌ای دیده می‌شوند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها به $Wo_{47.76}En_{42.03}Fs_{10.21}$، ارتوپیروکسن‌ها به $Wo_{1.25}En_{70.11}Fs_{28.64}$ و پلاژیوکلازها به $An_{94.22}$ می‌رسد.

فروگابروها یا گابرونوریت‌های غنی از اکسیدهای آهن و تیتانیم در نمونه‌های دستی، دانه‌ریز و دربردارنده بلورهای سوزنی ایلمنیت هستند. آنها در مقاطع میکروسکپی دارای بافت‌های مزو و ارتوکومولا شامل پلاژیوکلاز انباشتی، کلینوپیروکسن، ارتوپیروکسن، آمفیبول پارگازیتی، سولفیدهای

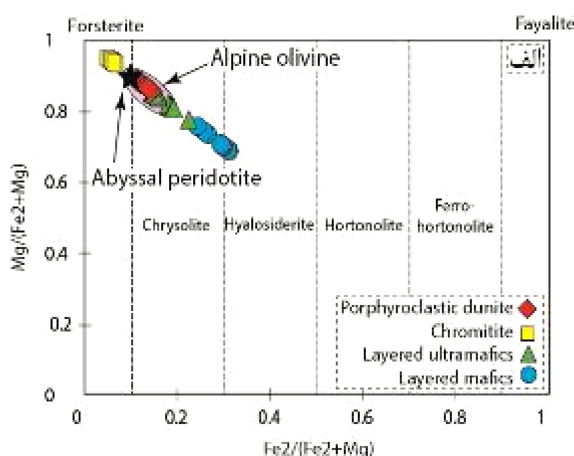
[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]

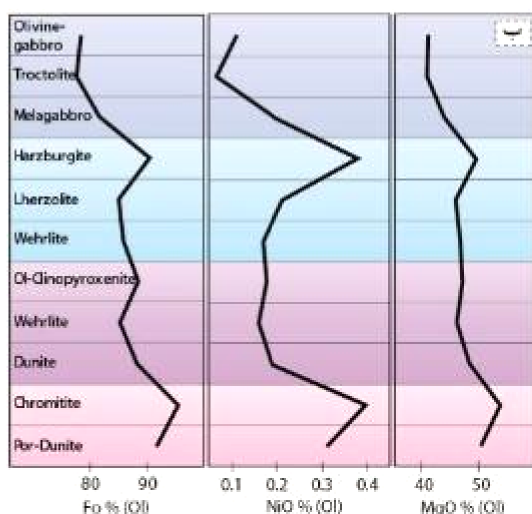
پیریت و کالکوپیریت و اکسیدهای آهن و تیتانیم میان انباشتی هستند. اکسیدهای آهن وتیتانیم و سولفیدها آخرین فازهایی هستند که به شکل غیرخودشکل فضای بین کانی‌های پیشتر متبلور شده را پر می‌کنند.

بحث

برای نامگذاری الیوین‌ها و بررسی تغییرات ترکیبی آن‌ها در بخش‌های مختلف توده نفوذی فرامافیک- مافیک سرگز-آبشور، با استفاده از داده‌های تجزیه نقطه‌ای این کانی‌ها، کاتیون‌های مختلف براساس ۴ اتم اکسیژن محاسبه شدند. از عوامل رایج برای بررسی شیمی الیوین‌ها در ترکیب‌های مافیک و فرامافیک، محاسبه مقدار نسبی فورستریت یا همان عدد منیزیم ($Fo\% = Mg/(Mg+ Fe^{2+})$) است. در نمودار تقسیم‌بندی الیوین‌ها بر اساس مقدار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ نسبت به $Mg/(Mg+ Fe^{2+})$ [۱۹]، ترکیب دقیق الیوین‌ها در کرومیتیت‌های موجود در بخش‌های پورفیروکلاستی، با بیشترین مقدار عدد منیزیم، فورستریت بوده و در دونیت‌های پورفیروکلاستی، فرامافیک‌های لایه‌ای و مافیک‌های لایه‌ای به ترتیب با افزایش مقدار سازای فایالیت و کاهش عدد منیزیم، با ترکیب کریزولیت مشخص می‌شوند (شکل ۵ الف). مافیک‌های لایه‌ای نیز با کمترین مقدار فورستریت مشخص می‌گردند.

نفوذی‌های فرامافیک-مافیک در دنیا با ذخایر Ni، Cr و عناصر گروه پلاتین (PGE) شناخته می‌شوند [۲۰]. افزون بر آن، آنها نقش مهمی در درک بهتر فرایندهای جدایش در آشیانه‌های ماگمایی در لایه‌های زیرین پوسته و خاستگاه ماگما دارند [۲۱، ۲۲]. براساس بررسی‌هایی که تاکنون پیرامون سنگ‌شناسی سنگ‌های گوشته‌ای فرامافیک انجام شده تغییر فراوانی کانی‌های موجود در توالی‌های سنگی مجموعه‌های فرامافیک-مافیک و نفوذی‌های لایه‌ای و یا ترکیب کانی‌شناسی اجزای تشکیل دهنده آنها به عوامل مختلفی وابسته است [۲۰، ۲۳]. سنگ‌های مافیک یا فرامافیکی که به صورت لایه‌ای و یا توالی‌های پسماندی انباشتی شکل می‌گیرند، می‌توانند نشان دهنده تاریخچه تغییر و تبلور ماگما به ترتیب در ظهور و ناپدید شدن فازهایی چون الیوین، کرومیت، اورتوپیروکسن، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، مگنتیت و ایلمنیت باشند [۲۴]. ظهور این فازها در توالی انباشتی همواره با تغییرات قابل توجهی در بافت و شیمی کانی‌ها همراه است که معرف فرایندهای غالب در آشیانه ماگمایی هستند [۲۰، ۲۱، ۲۳-۲۶]. تاکنون پژوهش‌های گسترده‌ای پیرامون پویایی سیال و تغییرات انواع آشیانه‌های ماگمایی انجام شده است که از جمله مهم‌ترین و اساسی‌ترین این فرایندها می‌توان به جریان‌های همرفتی و تغذیه مکرر آشیانه ماگمایی اشاره نمود [۲۰، ۲۵].



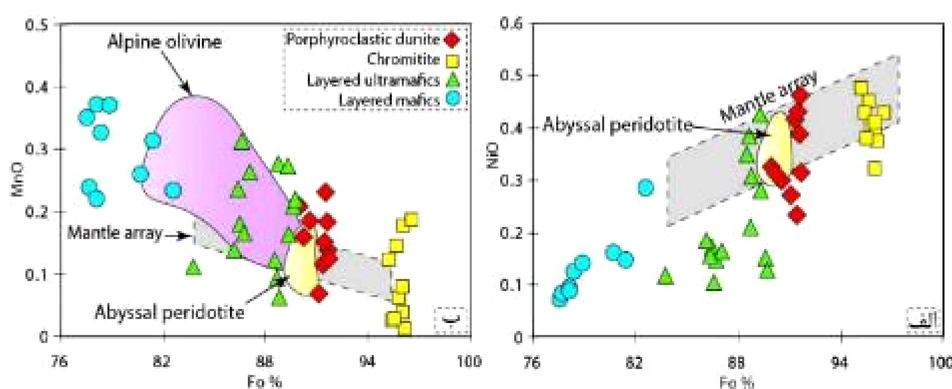


شکل ۵ الف- نمودار $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ نسبت به $Mg/(Mg+ Fe^{2+})$ [۱۹]. برای نامگذاری الیوین‌ها گستره‌های الیوین‌های آلپی و پریدوتیت‌های آبیسال نیز برای مقایسه رسم شده‌اند. ب- نمودار تغییرات مقدار میانگین Fo، NiO و MgO در الیوین‌های منطقه سرگز-آبشور.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]

وارونگی‌های ترکیبی به ویژه افزایش تناوبی و مکرر فراوانی برخی مؤلفه‌ها برخلاف روند عادی انباشتگی، تبلور و جدایش در آشیانه ماگمایی، از جمله مقدار Fo%، NiO و MgO در الیوین‌ها، امری رایج در انواع توده‌های نفوذی فرامافیک-مافیک، لایه‌ای و یا سیل‌های ضخیم است [۲۲، ۲۷]. این تغییرهای ترکیبی افزایشی در مجموعه‌های فرامافیک-مافیک اغلب منجر به شکل‌گیری لایه‌بندی، تغییر در نوع و ترکیب کانی‌های انباشتی چون الیوین می‌شوند. فرایندهای رایج و مؤثر در ایجاد چنین ویژگی‌هایی شامل انباشتگی بلوری، تبلور درجا، تزریق ماگمای جدید، وجود منطقه‌بندی ترکیبی در ماگما و جدایش سورت هستند [۲۲، ۲۷، ۲۸]. بر این اساس، به منظور بررسی تغییرات برخی متغیرهای نمونه‌های فرامافیک-مافیک موجود در مجموعه سرگز-آبشور از پایین توالی تا بالای آن، یعنی واحد عبوری زیرین (دونیت پورفیروکلاستی-کرومیتیت)، واحد عبوری بالایی (دونیت-ورلیت-الیوین‌پیروکسنیت) فرامافیک‌ها و مافیک‌های لایه‌ای (ورلیت-لرزولیت-هارزبورژیت-ملاگابرو-تروکتولیت-گابروی لایه‌ای) مقدار میانگین مؤلفه‌های Fo%، NiO و MgO در الیوین‌های این سنگ‌ها به صورت یک نمودار عمودی رسم شد (شکل ۵ ب). به طور کلی و در حالت معمول، براساس آنچه در سامانه‌های ماگمایی بسته رخ می‌دهد، مقدار این مؤلفه‌ها با پیشرفت تبلور و جدایش کاهش می‌یابد. با این حال، چنانکه در شکل ۵ ب نیز دیده می‌شود، میانگین مؤلفه‌های Fo%، NiO و MgO در الیوین‌ها نشان دهنده دو قله افزایشی در کرومیتیت‌ها و هارزبورژیت‌ها هستند. براساس مطالب بیان شده، علت این امر را می‌توان به نوسان‌های همرفتی و یا نفوذ و تغذیه مکرر آشیانه ماگمایی با ماگمای اولیه و تازه نسبت داد [۶].

الیوین‌های دارای بیش از 91 mol.% سازنده فورستریتی به عنوان الیوین‌های فرامنیزین شناخته شده و اغلب در کوماتئیت‌های آرکئن، ایالت‌های بزرگ آذرین (LIP) و بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) یافت می‌شوند [۲۹]. تصور می‌شود که این الیوین‌ها ناشی از تبلور مذاب‌های فرامافیک برآمده از بخش‌های بسیار داغ گوشته (با دمای حدود ۱۳۵۰°C) هستند [۳۰]. این بخش‌های داغ گوشته‌ای می‌توانند با صعود تنوره‌های گوشته در ارتباط باشند [۳۱]. در نتیجه، بر اساس مقدار مول درصد فورستریت و به طورکلی ترکیب شیمیایی الیوین می‌توان اطلاعات مفیدی در مورد شرایط دمایی و شیمیایی گوشته بدست آورد. رسم تغییرات ترکیب شیمیایی الیوین‌ها در واحدهای مختلف توده نفودی سرگز-آبشور در نمودارهای NiO و MnO نسبت به Fo% [۳۲] (شکل ۵) نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی الیوین‌های تبلور یافته در این سنگ‌ها منطبق بر روند پریدوتیت‌های برآمده از گوشته است [۳۳]. البته، الیوین‌های موجود در مافیک‌های لایه‌ای با کاهش مقدار فورستریت، در مقادیر NiO و MnO به ترتیب کاهش و افزایش نشان می‌دهند. بر این اساس، مافیک‌های لایه‌ای مانند دیگر بخش‌های فرامافیک این مجموعه اولیه و به صورت پسماند گوشته‌ای نیستند. در این نمودارها گستره‌های الیوین‌های آلپی [۳۴] و پریدوتیت‌های آبیسال [۳۵] نیز برای مقایسه رسم شده‌اند. دونیت‌های پورفیروکلاستی دارای $Fo_{89.9}$ تا $Fo_{91.7}$ بوده و در نمودارهای NiO و MnO نسبت به Fo%، قابل مقایسه با الیوین پریدوتیت‌های آبیسال هستند (شکل ۶). الیوین‌های موجود در سنگ‌های فرامافیک لایه‌ای مجموعه سرگز-آبشور نیز دارای مقادیر $Fo_{83.7}$ تا $Fo_{89.7}$ بوده و در گستره الیوین‌های توده‌های آلپی (پریدوتیت‌های گوشته‌ای) واقع هستند.



شکل ۶ الف و ب- نمودارهای NiO و MnO در مقابل Fo% [۳۲]. روندهای گوشته‌ای از [۳۳]. محدوده‌های الیوین‌های آلپی از [۳۴] و پریدوتیت‌های آبیسال از [۳۵] برای مقایسه ترسیم شده‌اند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]
[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]

برداشت

الیوین عمده‌ترین کانی سنگ‌ساز در واحدهای فرامافیک-مافیک مجموعه سرگز-آبشور است. ترکیب کلی این کانی بیشتر کریزولیت ($Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ از ۰٫۱ تا ۰٫۳) و در کرومیتیت‌ها، فورستریت است و با ترکیب‌های گوشته‌ای (روند گوشته‌ای)، پریدوتیت‌های آبیسال و نیز الیوین‌های توده‌های آلپی همخوانی دارد. بررسی سنگ‌نگاری و نیز شیمی کانی الیوین در کرومیتیت‌های درون دونیت‌های انباشتی، دونیت‌های پورفیروکلاستی، فرامافیک‌های لایه‌ای و مافیک‌های لایه‌ای نشان دهنده تغییرات مشخصی در مقدار فراوانی الیوین و مقادیر Fo%، NiO و MnO هستند که می‌تواند بیانگر طبیعت بازمانده و تغییرات ترکیب ماگمای سازنده برآمده از گوشته غنی از منیزیم و نیز تغییرات محل خاستگاه از جمله جریان‌های همرفتی و تغذیه مکرر آشیانه ماگمایی با ماگمای اولیه و تازه وارد باشد. چنین ترکیب‌ها و تغییراتی در شیمی الیوین در دیگر مجموعه‌های فرامافیک- مافیک منطقه اسفندقه از جمله صوغان-آبدشت، سرخ‌بند، ده‌شیخ و آب‌بید نیز دیده شده و هماهنگی خوبی با هم و با توده‌های فرامافیک- مافیک نفوذی آلپی و متمایز از افیولیت‌ها نشان می‌دهند.

قدردانی

مقاله حاضر بخشی از پایان نامه دکتری نویسنده اول مقاله است که با کمک‌های مالی و معنوی معاونت پژوهشی و فناوری دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. نویسندگان مقاله از دست اندرکاران مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، داوران فرهیخته ناشناس که در بهبود کیفیت مقاله نکات ارزشمندی را یادآوری کردند و تمام افرادی که در انجام این پژوهش نقش داشته‌اند، سپاسگزارند.

مراجع

[1] Wang J., Su B.X., Robinson P.T., Xiao Y., Bai Y., Liu X., Sakyi P.A., Jing J.J., Chen C., Liang Z., Bao Z.A., *"Trace elements in olivine: Proxies for petrogenesis, mineralization and discrimination of mafic-ultramafic rocks"*, Lithos, 388-389, (2021) 106085.

[2] Hole M.J., 2018 *"Mineralogical and geochemical evidence for polybaric fractional crystallization of continental flood basalts and implications for identification of peridotite and pyroxenite source lithologies"*, Earth-Sci. Rev. (2018) 176, 51-67.

[3] Azizan H., Naderi N., *"DolatAbad Geological Quadrangle Map 1:100000"*, Geological Survey of Iran, Tehran (2007).

[4] Zamani P., Padashi S.M., *"Pagodar Geological Quadrangle Map 1:100000"*, Geological Survey of Iran, Tehran (2018).

[5] Shafaii Moghadam H., Bröcker M., Griffin W.L., Li X.H, Chen R.X. and O'Reilly S.Y., *" Subduction, high-P metamorphism and collision fingerprints in SW Iran: Constraints from zircon U-Pb and mica Rb-Sr geochronology"*, Geochemeistry, Geophysics, Geosystems, 18, (2017) 306-332.

[6] Ghasemi H., *"Petrology, geochemistry and origin of ore minerals in ultramafic-mafic Sikhoran complex, SE Iran"*, Ph.D Thesis, Tarbiat Modares University of Iran, (2000) 250p.

[7] Nicolas, A., *"Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere"*, Kluwer Academic Publishers, (1989) 367p.

[8] Juteau T., Maury R., *"The Oceanic Crust,from Accretion to Mantle Recycling"*, Springer, (1999) 390p.

[9] Sabzehei M., *"Criteria for exploration of chromite deposits: Impressions of chromite deposits in Iran"*, 18th Earth Science Conference, Geological Survey of Iran, Tehran, (2000) 430-435.

[10] Benn K., Nicolas A., Reuber I., *"Mantle-Crust transition zone and origin of wehrlitic magmas: Evidence from the Oman ophiolite"*, Tectonophysics, 151, (1988) 75-85.

[11] Boudier F., Nicolas A., *"Nature of the Moho transition zone in the Oman ophiolite"*, Journal of petrology, 36(3), (1995) 777-796.

[12] Hebert H., Laurent R., *"Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: New constraints for genesis of arc-related ophiolites. In Malpas, J., Moores, E. M., Panayiotou, A., Xenophontos. C. (1990)(eds)Ophiolites Oceanic Crustal Analogues: proceeding of the symposium"*, Troodos, (1987) 149-163.

[13] Ozawa K., *"Relationships between tectonite and cumulate in ophiolites: The Miyamori ultramafic complex, Kitakami Mountains, northest Japan"*, Lithos, 16, (1983) 1-16.

[14] Sabzehei M., Ghasemi H., Juteau T., *"Source of websterite dikes and related chromitites in Sikhoran Ultramafic-Mafic Complex, SE Iran"*, 18th Earth Science Conference, Geological Survey of Iran, Tehran, (2000) 199-206.

[15] Irvine T. N., *"Terminology for layered intrusions"*, Journal of petrology, 23(2), (1982) 127-162.

[16] Elthon D., *"Metamorphism in oceanic spreading centres. In Emiliani,C. (ed) The sea,The oceanic lithosphere"*, New York. John Wiley and Sons, 7, (1981) 285-303.

[17] Hunter R. H., *"Texture development in cumulate rocks. In:Layered Intrusions"*, Elsevier Science, (1996).

[18] Nicolas A., Prinzhofer A., *"Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structural evidence"*, Journal of petrology, 24(2), (1983) 188-206.

[19] Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., *"An introduction to the Rock Forming Minerals"*, England, Longman Scientific & Technical, New York, (1992).

[20] Cawthorn R.G., *"Layered intrusions (Developments in Petrology 15)"*, Elsevier, (1996) 531p.

[21] Barnes S.J., Cruden A.R., Arndt N., Saumur B.R., *"The mineral system approach applied to magmatic Ni–Cu–PGE sulphide deposits"*, Ore Geology Reviews, 76, (2016) 296-316.

[22] Siepierski L., Ferreira Filho C.F., *"Magmatic structure and petrology of the Vermelho Complex, Carajás Mineral Province, Brazil: Evidence for magmatic processes at the lower portion of a mafic-ultramafic intrusion"*, Journal of South American Earth Sciences, (2020) 102700.

[23] Wager L.R., Brown G.M., Wadsworth W.J., *"Types of igneous cumulates"*, Journal of Petrology, 1, (1960) 73-85.

[24] Latypov R.M., Chistyakova S.Y., Namur O., Barnes S., *"Dynamics of evolving magma chambers: textural and chemical evolution of cumulates at the arrival of new liquidus phases"*, Earth-Science Reviews, 210, (2020) 103388.

[25] Campbell I.H., *"Fluid dynamic processes in basaltic magma chambers, in: Cawthorn, R.G., (Ed.), Layered Intrusions"*, Elsevier, (1996) 45-76.

[26] Holness M.B., Tegner C., Nielsen T.F., Stripp G., Morse S.A., *"A textural record of solidification and cooling in the Skaergaard intrusion, East Greenland"*, Journal of Petrology, 48, (2007) 2359-2377.

[27] Latypov R.M., *"Basal Reversals in Mafic Sills and Layered Intrusions. In: Charlier, B., Namur, O., Latypov, R., Tegner, C. (Eds.), Layered Intrusions"* Elsevier, (2015) 259-294.

[28] Naslund H.R., McBirney A.R., *"Mechanisms of formation of igneous layering, in: Cawthorn, R.G., (Ed.), Layered intrusions Amsterdam"* Elsevier, (1996) 1-43.

[29] Keiding, J. K., Trumbull, R. B., Veksler, I. V., Jerram, D. A., *"On the significance of ultra-magnesian olivines in basaltic rocks"*, Geology, 39, (2011) 1095-1098.

[30] Trela J., Gazel E., Sobolev A. V., Moore L., Bizimis M., Jicha B., Batanova V. G., *"The hottest lavas of the Phanerozoic and the survival of deep Archean reservoirs"*, Nature Geoscience, 10, (2017) 451-456.

[31] Campbell I. H., *"Large igneous provinces and the mantle plume"*, Elements, 1, (2005) 265-269.

[32] Nakamura Y., Ishibashi H., Yasuda A., Hokanishi N., Yamamoto J., *"Ultra-magnesian olivine-bearing ultramafic lava blocks within Cenozoic accretionary sediments at Shizuoka, Japan: Implications for young, hot plume activity beneath the western Pacific Plate"*, Lithos, 324-325, (2019) 315-324.

[33] Takahashi E., Uto K., Schilling J.G., *"Primary magma compositions and Mg/Fe ratios of their mantle residues along mid-Atlantic ridge 29N to 73N. Technical Report, A9: Japan, Institute of Studies Earth's Interior"*, Okayama University Series (1987) 1-14.

[34] Borghini G., Rampone E., Crispini L., De Ferrari R., Godard M., *"Origin and emplacement of ultramafic–mafic intrusions in the Erro-Tobbio mantle peridotite (Ligurian Alps, Italy)"*, Lithos 94, (2007) 210-229.

[35] Warren J. M., Shimizu N., *"CrypticVariations in Abyssal Peridotite Compositions: Evidence for Shallow-level Melt Infiltration in the Oceanic Lithosphere"*, Journal of Petrology, 51, (2010) 395-423.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1402.31.1.3.4]

[DOI: 10.52547/ijcm.31.1.31]